Die vertikale Temperaturabnahme in Gebirgsgegenden in ihrer Abhängigkeit von der Bewölkung.

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde von der philosophischen Fakultät

der

Friedrich-Wilhelms-Universität zu Berlin

genehmigt

und nebst den angefügten Thesen öffentlich zu vertheidigen

am

25. April 1890

von

Reinhard Joachim Süring
aus Hamburg.

Opponenten:

Herr O. Knörk, Dr. phil.
„ F. Mumme, cand. phil.
„ F. Wilkner, cand. phil.

Leipzig-Reudnitz
Druck von Max Hoffmann
1890.

Seinen theuren Eltern

in Liebe und Dankbarkeit gewidmet

vom Verfasser.

Für die gesammte Meteorologie ist die Frage nach der vertikalen Temperaturabnahme von besonderer Bedeutung. Sobald die meteorologische Forschung ihre üblichen Betrachtungen — diejenigen der Erscheinungen unmittelbar an der Erdoberfläche — erweitert, und zur Untersuchung der Vorgänge in den höhern Regionen der Atmosphäre übergeht, spielt immer der Wert der Temperaturabnahme mit der Höhe eine hervorragende Rolle. Insbesondere bei der Übertragung theoretischer Schlüsse auf thatsächliche Vorgänge, wie sie beispielsweise bei der Behandlung der Wirbelbewegungen in der Atmosphäre vorkommt, bildet die Kenntniss der vertikalen Temperaturabnahme ein wesentliches Element der Untersuchung. Der Einfluss dieses Temperaturfaktors macht sich auch auf Gebieten, die der Meteorologie nahe liegen, geltend. In den barometrischen Höhenformeln ist es vor Allem das Glied, welches sich auf die Temperatur der Luftsäule zwischen der obern und untern Station bezieht, welches die Genauigkeit der Formeln stört und bei ungenügender Berücksichtigung das Ergebniss beträchtlich fälschen kann. Durch die eingehenden Untersuchungen über diesen Gegenstand von M. von Bauernfeind[1]) und von R. Rühlmann[2]) ist diese Fehlerquelle zwar verringert, aber durchaus nicht aufgehoben.

Bei einer so grossen Wichtigkeit der Kenntniss der vertikalen Temperaturabnahme für die theoretische und praktische Meteorologie ist es begreiflich, dass man sich schon seit verhältnismässig früher Zeit viel und eingehend mit dieser Frage beschäftigt hat. Saussure und De Luc haben die ersten bahnbrechenden

---

[1]) Beobachtungen und Untersuchungen über die Genauigkeit barometrischer Höhenmessungen und die Veränderungen der Temperatur und Feuchtigkeit der Atmosphäre. München 1862.

[2]) R. Rühlmann: Die barometrischen Höhenmessungen und ihre Bedeutung für die Physik der Atmosphäre. Leipzig 1870.

Untersuchungen auf diesem Gebiete angestellt. Saussure[1]) fand als Wert der Temperaturverminderung: im Sommer: 1^0 R auf 100 Toisen

(0^0 64 C auf 100 m)

im Winter: 1^0 R auf 150 Toisen

(0^0 43 C auf 100 m),

ein Resultat, das mit neuern Beobachtungen recht gut überein stimmt.

I. A. de Luc[2]) hat zuerst auf den Einfluss der vertikalen Temperaturabnahme auf Höhenmessungen hingewiesen, und diesen Faktor in der barometrisehen Höhenformel berücksichtigt. De Luc macht auch schon darauf aufmerksam, dass die Temperaturverminderung mit der Höhe bei Sonnenaufgang am geringsten ist und dementsprechend die um diese Zeit barometrisch gemessenen Höhen sich am kleinsten ergeben; er legt den bei Sonnenaufgang in der Ebene sich häufig erhebenden Ostwinden den grössten Einfluss hierauf bei.

Insbesondere in Folge des für die damalige Zeit ausserordentlich reichhaltigen Materials verdient eine Abhandlung von A. von Humboldt[3]) Beachtung, in welcher das Gesetz der Wärmeabnahme mit der Höhe aus Beobachtungen an verschiedenen Teilen der Erde, namentlich in Süd-Amerika, hergeleitet wird.

Die Lösung des schwierigen Problems, die vertikale Temperaturabnahme in der freien Atmosphäre zu bestimmen, hat zuerst Gay-Lussac[4]) unternommen. Am 16. September 1804 wurde von ihm die erste meteorologischen Zwecken dienende Ballonfahrt ausgeführt. Aus derselben ergab sich für den vertikalen Temperaturgradienten der Wert:

1^0 R. auf 111, 5 Toisen (0^0 57 C auf 100 m).

In grösserem Umfange wurden wissenschaftliche Luftfahrten 1852 von Welsh und ca 10 Jahre später auf Veranlassung der „British Association for the advancement of Science“ von Herrn J. Glaisher unternommen. Herr Glaisher[5]) hat

---

[1]) Saussure. Voyages dans les Alpes Vol. II 1779.

[2]) I. A. De Luc. Recherches sur les modifications de l' atmosphère. Genève 1772.

[3]) Ueber das Gesetz der Wärmeabnahme in den höhern Regionen des Luftkreises. Gilbert's Ann. der Physik XXIV. 1806.

[4]) Comptes rendus 1804.

[5]) Report of the British Association for the advancement of Science 1862—1865.

seine Beobachtungen eingehend diskutirt und veröffentlicht, doch ist die Diskussion von andern Gelehrten namentlich von Herrn Hann[1]) fortgeführt worden. Gleichfalls von wissenschaftlicher Bedeutung, wenn auch den Glaisher'schen Luftfahrten nicht ebenbürtig sind diejenigen von Flammarion, de Fonvielle und G. Tissandier[2]) in Frankreich, sowie von P. Denza in Italien[3]).

Zum Teil wohl angeregt durch die Ballonfahrten wurde namentlich von 1860 an eine grosse Anzahl von Abhandlungen über die Wärmeabnahme in den höhern Luftschichten geschrieben; sie zu nennen, würde hier zu weit führen, sie finden sich jedoch zum grossen Teil im Original oder in längeren Auszügen in der „Österreichischen Zeitschrift für Meteorologie".

Mehr als ein Litteraturbericht dürfte an dieser Stelle eine kurze Darstellung der Kenntnisse, welche wir gegenwärtig über die Frage der vertikalen Temperaturabnahme haben, interessiren. Für die Untersuchung der vertikalen Temperaturabnahme in der freien Atmosphäre liefern uns noch immer die Glaisher'schen Ballonfahrten das umfangreichste und beste Material. Herr Glaisher hat seine Beobachtungen teilweise mit Rücksicht auf Bewölkung untersucht, und kommt dabei auf Grund der ersten 13 fast ausnahmslos während der warmen Jahreszeit unternommenen Fahrten zu dem Ergebniss, dass bei bewölktem Himmel die Temperaturabnahme geringer beim Aufstieg und gleichmässiger in den Wolken ist als bei heiterem Himmel; der grösste Wechsel findet in der Nähe des Erdbodens statt. Zur besseren Übersicht der Resultate von Glaisher sei hier eine Tabelle der vertikalen Temperaturabnahme bei heiterem und bei bewölktem Himmel in abgekürzter Form mitgeteilt, wie sie Herr Glaisher selbst auf Grund von 22 Ballonfahrten zusammengestellt hat. Im Original[4]) beziehen sich die Zahlen auf englische Fuss (1 engl. Fuss = 0,305 m) und Fahrenheit'sche Grade. Um die Werte bequem mit den übrigen hier mitgeteilten vergleichen zu können, ist die Tabelle in Meter und Celsiusgrade umgerechnet. Nach derselben beträgt die vertikale Temperaturabnahme

---

[1]) Die Wärmeabnahme mit der Höhe an der Erdoberfläche und ihre jährliche Periode. Sitzber. der Wiener Akademie der Wiss. 1870. LXI 2.

[2]) Voyages aëriens par J. Glaisher, Camille Flammarion, W. de Fonvielle et Gaston Tissandier. Paris 1870.

[3]) Societa Meteorologica Italiana. Bolletino mensuale 1887.

[4]) Reports of the Britisch Association for the advancement of science. 1864 pg. 276.

	bei heitrem Himmel	bei bedecktem H.
	0	0
zwischen 0 und 915 m	9.0	6.6
0 „ 1830	13.7	12.1
0 „ 2745	17.9	16.0
0 „ 3660	21.8	18.3
0 „ 4575	25.8	20.4
0 „ 5490	28.9	22.5
0 „ 6405	31.2	24.4
0 „ 7320	32.9	—
0 „ 8235	34.7	—
0 „ 9150	35.6	—

Hiernach ist die Temperaturabnahme auf 100 m — der sogenannte Temperaturgradient —:

	bei heitrem Himmel	bei bedecktem H.
	0	0
zwischen 0 und 915 m	0.984	0.721
915 „ 1830	0.514	0.601
1830 „ 2745	0.459	0.426
2745 „ 3660	0.426	0.251
3660 „ 4575	0.437	0.230
4575 „ 5490	0.339	0.230
5490 „ 6405	0.251	0.208
6405 „ 7320	0.186	—
7320 „ 8235	0.197	—
8235 „ 9150	0.098	—

Die vertikale Temperaturabnahme in geringeren Höhen — bis zu 1000 engl. Fuss — hat Herr Glaisher mit Hülfe eines ballon captif untersucht und nachgewiesen, dass eine tägliche Periode in dem Gange derselben vorhanden ist, und ferner, dass sich am Abend bei heiterem Wetter eine Neigung zu einer Umkehr des vertikalen Gradienten bemerkbar macht, wie dies die folgenden Zahlen[1]) zeigen:

Höhenintervall in	3—4 h p		4—5 h p		5—6 h p		6—7 h p		7—7½ h p	
engl. Fuss	heiter	trübe	heiter	trübe	heiter	trübe	heiter	trübe	heiter	trübe
0—100′	1.5	1.2	1.1	1.2	0.9	0.6	0 5	0.5	0.0	0.5
300—400′	0.7	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.5	0.5	0.4	0.4
600—700′	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4
900—1000′	0.4	0.5	0.4	0.4	0.3	0.4	0.3	0.4	0.2	0.5

[1]) Reports of the Br. Association 1869. Die hier angegebenen Zahlen sind einer etwas umfangreicheren Tabelle in Sprungs's Lehrbuch der Meteorologie 1885 pag. 91 entnommen.

Eingehende Untersuchungen über die Wärmeabnahme mit der Höhe im Allgemeinen und speziell über die in Gebirgsgegenden hat namentlich Hann angestellt. Von theoretischem Interesse ist insbesondere dessen Abhandlung über „Das Gesetz der Temperaturänderungen in aufsteigenden Luftströmen[1])". In derselben wird der Grund der Abkühlung bei dem Aufsteigen der Expansion der Luft zugeschrieben, wie dies schon früher von W. Thomson[2]), Peslin[3]), Reye[4]) geschehen war. Zur Erklärung der beobachteten Abweichungen von dem theoretisch berechneten Werte der vertikalen Temperaturabnahme werden in erster Linie die Absorption der Sonnenstrahlen in der Atmosphäre und ferner die Ein- und Ausstrahlung am Erdboden herangezogen. Betrachtungen über die Temperaturverminderung mit der Höhe in Gebirgsgegenden enthalten vor Allem die Abhandlungen Hann's: „Die Temperaturabnahme mit der Höhe als Funktion der Windrichtung",[5]) „Die Wärmeabnahme mit der Höhe an der Erdoberfläche und ihre jährliche Periode"[6]) und „Die Temperaturverhältnisse der Alpenländer."[7])

Für die vorliegende Arbeit sind besonders diejenigen Untersuchungen des Herrn Hann zu erwähnen, in welchen der Einfluss bestimmter meteorologischer Elemente auf die vertikale Temperaturänderung behandelt wird. In seiner Arbeit „Die Temperaturabnahme mit der Höhe als Funktion der Windrichtung und Windstärke" kommt derselbe im Wesentlichen zu folgenden Resultaten:

1. Die vertikale Temperaturabnahme ist bei S und SW Wind langsamer als bei N und NO.

2. Sie ist bei Stürmen grösser als bei ruhiger Witterung.

3. Bei schwachen Winden und heitrer Witterung ist die Temperaturabnahme mit der Höhe in den untern Luftschichten stark verzögert, wächst aber dann rasch in den höheren Luftregionen.

Auch über den Einfluss des Luftdrucks hat Herr Hann kürzlich einige Mitteilungen[8]) gemacht, aus denen hervorgeht, dass im Sommerhalbjahr die Wärmeänderung mit der Höhe

---

[1]) Österreichische Zeitschrift für Meteorologie Bd. IX 1874.
[2]) Proceedings of the Manchester Society II, 1862 1870.
[3]) Bull. hebd. de l' Association scientif. de France. Tome III 1868 pg. 299.
[4]) Die Wirbelstürme. Hannover 1872.
[5]) Sitzber. der Wiener Akademie der Wiss. 1868.
[6]) „ „ „ „ „ „ 1870 pg. 65—81.
[7]) „ „ „ „ „ „ 1885 pg. 34.
[8]) Meteorologische Zeitschrift 1888. pg. 7.

von dem Luftdruck fast unabhängig zu sein scheint, während im Winter der vertikale Gradient am kleinsten ist bei hohem Luftdruck (und der denselben begleitenden Windstille), am grössten bei niedrigem Luftdruck (und stärker bewegter Luft.)

Über die jährliche Periode der vertikalen Temperaturabnahme haben 1870 Herr Hann[1]) und Herr Hirsch[2]) und einige Jahre später Herr Wild[3]) eingehende Untersuchungen veröffentlicht. Während die Herren Hirsch und Wild ihre Resultate aus Gruppen von je zwei einander möglichst nahe gelegenen Beobachtungsorten verschiedener Höhe herleiteten, fasste Herr Hann Stationen von annähernd gleicher Seehöhe zusammen und verglich diese Gruppen auf Grund der Methode der kleinsten Quadrate.

In neuster Zeit hat Herr W. von Bezold durch 2 Abhandlungen über die „Thermodynamik der Atmosphäre“[4]) neue Anregung zu der hier behandelten Frage und ähnlichen Problemen gegeben. In diesen Abhandlungen wird einerseits gezeigt, wie die Clapeyron'sche Methode der graphischen Darstellung von Zustandsänderungen eine vorteilhafte Anwendung auf atmosphärische Vorgänge gestattet, und andrerseits, wie mit Hülfe des Begriffes der potentiellen Temperatur[5]) diesbezügliche Entwicklungen wesentlich vereinfacht und verallgemeinert werden können. In der zweiten Abhandlung wird ferner auf den in ähnlichen Arbeiten unberücksichtigt gebliebenen Einfluss hingewiesen, den die Mischung der auf- nnd absteigenden Luftströme auf die Temperaturänderung mit der Höhe hat.

Am eingehendsten sind seit jeher jene winterlichen Abweichungen vom üblichen Gange der vertikalen Temperaturänderung behandelt, bei welchen sich statt einer Abnahme der Wärme mit der Höhe eine Zunahme zeigt. Es stellte sich heraus, dass die Ein- und Ausstrahlung am Erdboden, und in Folge dessen auch die Bewölkung einen bestimmenden Einfluss auf das Zustandekommen dieser Erscheinung der Inversion hat. In welcher Weise sich die Bewölkung im All-

---

[1]) cf. pag. 5, Anmerkung 6.

[2]) A. Hirsch: „Die Temperaturabnahme mit der Höhe in der Schweiz. Schweizerische meteorologische Beob. VI. 1869.

[3]) H. Wild: Die Temperaturverhältnisse des russischen Reiches. 1881. Supplementband des „Repertorium der Meteorologie.“

[4]) Sitzungsberichte der Kgl. preussischen Akademie der Wissenschaften. 1888. XXI pg. 485 und XLVI pg. 1189.

[5]) Die „potentielle Temperatur“ wird definirt als „jene absolute Temperatur, welche ein Körper annimmt, wenn er ohne Wärmezufuhr oder Wärmeentziehung — adiabatisch bez. pseudoadiabatisch — auf den Normaldruck gebracht wird.“ (Sitzber. XLVI pg. 1190.)

gemeinen bei der Temperaturänderung mit der Höhe geltend macht, hat man bisher nur für sehr geringe Höhen — bis ca 350 m — einigermassen eingehender untersucht. Im Folgenden soll nun unternommen werden, in Gebirgsgegenden für Höhenunterschiede bis zu 1250 m die Abhängigkeit der vertikalen Temperaturänderung von der Bewölkung näher zu betrachten.

Bevor ich jedoch an die Ausführung dieser Frage gehe, sei es mir gestattet, dem Direktor des meteorologischen Instituts in Berlin, Herrn Professor W. von Bezold, meinen aufrichtigsten Dank auszusprechen für die vielseitige Anregung und Unterstützung, die ich bei dieser Arbeit von ihm empfangen habe.

Die Untersuchung wurde in der Weise eingeleitet, dass die vertikale Temperaturabnahme zwischen zwei benachbarten Stationen mit grösserem Höhenunterschied für heitere und für trübe Tage getrennt berechnet wurde. Zur Herstellung dieser Tabellen wurden zunächst die preussischen Stationen zweiter Ordnung Eichberg und Schneekoppe benutzt; den Beobachtungsergebnissen von diesen Stationen wurde bei dem Vergleich mit den Resultaten anderer Stationen stets das grössere Gewicht beigelegt. Trotz des nicht sehr bedeutenden Höhenunterschiedes von ca 1250 m ist die Gruppe „Eichberg-Schneekoppe“ vorzüglich zur vorliegenden Untersuchung geeignet, da sie charakteristisch die Verbindung einer Thal- und einer Gipfelstation darstellt. Dazu kommt, dass ungefähr in halber Höhe zwischen beiden Punkten, 525 m oberhalb Eichberg, sich die meteorologische Station zweiter Ordnung, Wang, befindet, die zwar nicht so gut mit Instrumenten ausgerüstet ist wie die beiden andern, an der aber seit 1871 von demselben Beobachter regelmässig beobachtet wird. Nicht unwesentlich bei der Wahl der Stationsgruppe war ferner der Umstand, dass die dortigen Beobachtungen bereits vor der Veröffentlichung einer Kontrolle von Seiten des Königlich-Preussischen meteorologischen Instituts zu Berlin unterworfen wurden. Da von der Schneekoppe erst seit 1883 dreimal tägliche Beobachtungen in der gegenwärtigen Form veröffentlicht sind, so war eine Zusammenstellung langjähriger Reihen nicht möglich. Die Beobachtungen von Wang sind erst seit 1885 mit denen von Eichberg und Schneekoppe vergleichbar, da in Wang bis zum Jahre 1885 die Beobachtungsstunden des alten preussischen Systems 6^h a, 2^h p, 10^h p in Gebrauch waren, während an den andern Stationen um 7^h a, 2^h p, 9^h p die Ablesung der Instrumente stattfindet.

Wesentlich anders liegen die Verhältnisse an der Schweizer Stationsgruppe „Neuenburg-Chaumont“. Weder Chaumont ist

direkt eine Gipfelstation, denn sie liegt auf einem breiten Jurarücken, noch ist Neuenburg eine eigentliche Thalstation, da sie bedeutend höher als der Neuenburger See liegt; aber der horizontale Abstand zwischen ihnen ist geringer als bei irgend einem andern Stationspaar, dessen Höhenunterschied ein so grosser ist. Über die vertikale Temperaturabnahme zwischen diesen beiden Beobachtungsorten hat bereits Herr Hirsch[1]) Untersuchungen veröffentlicht, die jedoch zur vorliegenden Arbeit nicht in nährer Beziehung stehen.

Als dritte Stationsgruppe wurde die untere und obere Station am Puy-de-Dôme gewählt. Der Hauptvorzug derselben liegt darin, dass die Beobachtungen von 6^h a bis 9^h p von 3 zu 3 Stunden aufgezeichnet sind. Die Lage und Einrichtungen der Stationen sind von Herrn Hellmann[2]) näher beschrieben worden. Der Gipfel des Puy-de-Dôme hebt sich ganz isoliert aus einer Vulkanreihe der Auvergne hervor; er überragt alle Nachbarkegel bedeutend. Ungünstig ist dagegen nach Hellmann die grosse Kuppenoberfläche. Der Gipfel ist nämlich eine etwas unebene Plattform von einigen Hektaren Ausdehnung. Die Thalstation liegt ost-nordöstlich vom Berge.

Über die geographische Lage der verschiedenen Stationsgruppen giebt die folgende Zusammenstellung Aufschluss.

Gruppe I.

1. Eichberg: $\varphi = 50^0\,54'$; $\lambda = 15^0\,48'$ östl. v. Gr. h = 348 m
2. Wang: $\varphi = 50^0\,47'$; $\lambda = 15^0\,43'$ h = 873 m
3. Schneekoppe: $\varphi = 50^0\,44'$; $\lambda = 15^0\,44'$ h = 1599 m
(seit 1886 h = 1603 m)

Höhenunterschied ($\triangle$ h): Eichberg-Wang 525 m
Eichberg-Schneekoppe 1251 m bez. 1255 m

φ bezeichnet die geographische Breite, λ die geographische Länge, von Greenwich aus gemessen und h die Seehöhe. Die Beobachtungsstunden für die Gruppe I sind 7^h a, 2^h p, 9^h p, ausserdem liegen Maximum- und Minimumbeobachtungen vor.

Eichberg liegt in dem von SSE nach NNW verlaufenden Thale des Bober. Die Thermometer befinden sich 1,6 m über dem Erdboden.

---

[1]) „Diminuation de la température avec la hauteur entre Neuchâtel et Chaumont“ und „Sur l' inversion de la température entre Neuchâtel et Chaumont.“ Bulletin de la Société des Sciences nat. de Neuchâtel 1864—1867.

[2]) „Das meteorologische Observatorium auf dem Puy-de-Dôme.“ Österreichische Zeitschr. für Meteorologie XIII. 1878 pg. 134.

Das Observatorium der Schneekoppe liegt auf einer Granitpyramide, die nach N und S steil abfällt. Die Thermometer sind 2,05 m über dem Rasenboden aufgestellt.

Gruppe II.

1. Neuenburg: $\varphi = 47^0.0'$; $\lambda = 6^0 50'$ östl. von Gr. h = 488 m
2. Chaumont: $\varphi = 47^0.1'$; $\lambda = 6^0 50'$ „ „ „ h = 1090m (1875—1877)
   h = 1128 m (1877—1878)

$\triangle$ h = 602 m, bez. $\triangle$ h = 640 m

Beobachtungszeit: 7^h a, 1^h p, 9^h p.

Das Tagesmittel ist gebildet nach der Formel:

$$\frac{7^a + 1^p + 9^p}{3}$$

Gruppe III. (Puy-de-Dôme)

1. Station de la Plaine: $\varphi = 45^0 45' 30''$; $\lambda = 3^0.06$ östl. v. Gr. h = 388 m
2. Station de la Montage: $\varphi = 45^0 47' —''$; $\lambda = 2^0.58'$ östl. v. Gr. h = 1467 m

$\triangle$ h = 1079 m

Beobachtungsstunden: 6^h a, 9^h a, 12^h, 3^h p, 6^h p, 9^h p.

Auf Grund des Beobachtungsmaterials dieser 3 Stationsgruppen sind die folgenden Tafeln des vertikalen Gradienten an heitern und an trüben Tagen zusammengestellt. Als heiter wurde der Himmel bezeichnet, wenn die Bewölkung $\leqq 2$, als trübe, wenn sie $\geqq 8$ der üblichen zehnteiligen Bewölkungsskala war. Am Puy-de-Dôme wurde auch die Bewölkung 3 als Kennzeichen heitrer Witterung angesehen, da hier nur die Bewölkungsstufen 0, 3, 5, 8, 10 aufgezeichnet sind.

Tabelle I. Jahresmittel der Temperaturabnahme auf 100 m.

Jahr	7h a heiter	7h a trübe	1h p heiter	1h p trübe	2h p heiter	2h p trübe	9h p heiter	9h p trübe	Mittel heiter	Mittel trübe	Minimum heiter	Minimum trübe	Maximum heiter	Maximum trübe	Aperiodische Amplitude heiter	Aperiodische Amplitude trübe
1) Eichberg-Schneeknoppe (△ h = 1252 m)																
1883	0.230	0.599			0.624	0.706	0.334	0.599	0.385	0.633	0.046	0.576	0.615	0.674	0.339	0.630
1884	0.265	0.594			0.797	0.701	0.277	0.596	0.396	0.622	0.045	0.569	0.763	0.694	0.426	0.605
1885	0.278	0.586			0.706	0.727	0.265	0.561	0.356	0.609	0.042	0.508	0.671	0.713	0.356	0.612
1886	0.215	0.540			0.625	0.659	0.169	0.535	0.285	0.575	0.018	0.488	0.538	0.569	0.279	0.530
2) Eichberg-Wang (△ h = 525 m)																
1885	—0.235	0.596			0.518	0.727	0.032	0.626	+0.099	0.644	—0.539	0.448	0.240	0.659	—0.201	0.553
1886	—0.441	0.509			0.601	0.702	0.134	0.622	+0.100	0.598	—0.348	0.464	0.403	0.533	+0.027	0.491
3) Neuenburg-Chaumont (△ h = 621 m)																
1875	0.206	0.548	0.472	0.668			0.610	0.656	0.429	0.624						
1876	0.115	0.598	0.354	0.641			0.556	0.716	0.429	0.615						
1877	0.225	0.595	0.458	0.689			0.559	0.684	0.422	0.656						
1878	0.259	0.549	0.383	0.667			0.527	0.660	0.421	0.624						

4) Puy-de-Dôme (△ h = 1079 m)

Jahr	6h a heiter	6h a trübe	9h a heiter	9h a trübe	12h heiter	12h trübe	3h p heiter	3h p trübe	6h p heiter	6h p trübe	9h p heiter	9h p trübe
1878	0.000	0.592	0.568	0.800	0.856	0.897	1.044	0.910	0.624	0.787	0.327	0.667
1879	—0.005	0.553	0.548	0.746	0.817	0.863	0.819	0.863	0.479	0.743	0.305	0.678
1880	—0.009		0.555		0.825		0.842		0.564		0.272	
1881	—0.021		0.570		0.919		0.875		0.617		0.271	

Tabelle II. Temperaturabnahme zwischen Eichberg und der Schneekoppe, nach Monaten geordnet.

	7 h a		2 h p		9 h p		Mittel		Minimum		Maximum		Aperiodische Amplidute	
	heiter	trübe	heiter	trübe	heiter	trübe	heiter	trübe	heiter	trübe	heiter	trübe	heiter	trübe
Dezember	+0.054	0.554	0.376	0.602	0.109	0.569	0.174	0.573	—0.023	0.533	0.244	0.492	0.108	0.508
Januar	—0.060	0.556	0.310	0.619	—0.050	0.542	0.031	0.567	—0.169	0.436	0.260	0.589	0.045	0.508
Februar	+0.014	0.561	0.622	0.683	+0.060	0.564	0.269	0.596	+0.064	0.575	0.589	0.603	0.326	0.590
Winter	**+0.003**	**0.557**	**0.436**	**0.635**	**0.040**	**0.558**	**0.158**	**0.579**	**—0.043**	**0.515**	**0.364**	**0.561**	**0.160**	**0.535**
März	0.201	0,492	0.804	0.609	0.383	0.560	0.460	0.556	0.212	0.531	0.780	0.569	0.496	0.510
April	0.507	0.581	0.903	0.708	0.398	0.594	0.534	0.620	0.203	0.573	0.879	0.649	0.541	0.612
Mai	0.588	0.650	0.820	0.863	0.398	0.608	0.561	0.684	0.074	0.596	0.816	0.827	0.446	0.712
Frühling	**0.432**	**0.574**	**0.842**	**0.723**	**0.393**	**0.587**	**0.518**	**0.620**	**0.163**	**0.567**	**0.825**	**0.682**	**0.494**	**0.611**
Juni	0.500	0.683	0.847	0.771	0.346	0.608	0.506	0.671	0.042	0.576	0.801	0.724	0.424	0.651
Juli	0.395	0.671	0.739	0.706	0.395	0.570	0.346	0.635	0.071	0.561	0.692	0.703	0.382	0.632
August	0.279	0.601	0.790	0.768	0.330	0.534	0.437	0.615	—0.010	0.321	0.711	0.768	0.351	0.545
Sommer	**0.391**	**0.652**	**0.790**	**0.748**	**0.357**	**0.571**	**0.430**	**0.640**	**0.034**	**0.486**	**0.735**	**0.732**	**0.386**	**0.609**
September	0.259	0.550	0.741	0.740	0.285	0.572	0.337	0.613	0.006	0.603	0.767	0.699	0.387	0.651
Oktober	0.230	0.609	0.640	0.740	0.283	0.621	0.318	0.647	—0.010	0.505	0.665	0.681	0.417	0.593
November	—0.081	0.460	0.536	0.600	0.130	0.581	0.182	0.551	—0.096	0.570	0.335	0.551	0.129	0.554
Herbst	**0.136**	**0.540**	**0.639**	**0.693**	**0.233**	**0.591**	**0.279**	**0.604**	**—0.033**	**0.559**	**0.589**	**0.644**	**0.311**	**0.599**

Tabelle III. Vertikale Temperaturabnahme zwischen Eichberg und Wang.

	7h a		2h p		9h p		Mittel		Minimum		Maximum		Aperiodische Amplitude	
	heiter	trübe	heiter	trübe	heiter	trübe	heiter	trübe	heiter	trübe	heiter	trübe	heiter	trübe
Dezember	—0.175	0.544	—0.096	0.640	—0.211	0.550	—0.173	0.569	—0.389	0.391	—1.124	0.430	—0.757	0.410
Januar	—1.314	0.505	—0.092	0.550	—0.689	0.553	—0.696	0.540	—1.116	0.269	—0.243	0.332	—0.680	0.300
Februar	—0.520	0.451	+0.334	0.735	+0.244	0.510	+0.074	0.529	—0.430	0.569	+0.249	0.550	—0.060	0.560
Winter	**—0.670**	**0.500**	**+0.049**	**0.642**	**—0.220**	**0.538**	**—0.265**	**0.546**	**—0.642**	**0.410**	**—0.373**	**0.437**	**—0.499**	**0.423**
März	+0.263	0.579	+0.705	0.672	+0.381	0.661	+0.430	0.644	+0.309	0.490	+0.660	0.445	+0.484	0.467
April	+0.072	0.699	+0.821	0.886	+0.405	0.701	+0.424	0.745	+0.030	0.432	+0.741	0.705	+0.352	0.567
Mai	—0.062	0.685	+0.765	0.851	+0.194	0.621	+0.379	0.695	—0.917	0.561	+0.442	0.805	—0.237	0.683
Frühling	**+0.088**	**0.654**	**+0.764**	**0.803**	**+0.330**	**0.661**	**+0.441**	**0.696**	**—0.227**	**0.494**	**+0.614**	**0.652**	**+0.200**	**0.569**
Juni	—0.010	0.735	+0.937	0.853	+0.187	0.747	+0.395	0.724	—0.200	0.587	+0.777	0.703	+0.291	0.645
Juli	—0.229	0.516	+0.829	0.720	+0.605	0.686	+0.411	0.645	—	0.403	—	0.564	—	0.483
August	—0.690	0.493	+0.636	0.723	+0.503	0.595	+0.240	0.607	—0.371	0.344	+0.544	0.711	+0.086	0.509
Sommer	**—0.310**	**0.581**	**+0.801**	**0.765**	**+0.432**	**0.676**	**+0.349**	**0.659**	**—0.285**	**0.445**	**+0.660**	**0.659**	**+0.188**	**0.546**
September	—0.575	0.381	+0.779	0.705	+0.082	0.709	+0.092	0.648	—0.762	0.550	+0.702	0.632	—0.030	0.591
Oktober	—0.418	0.476	+0.641	0.728	—0.066	0.743	+0.024	0.621	—0.040	0.352	+0.385	0.736	+0.173	0.544
November	—0.352	0.475	+0.550	0.708	—0.128	0.613	—0.014	0.577	—0.307	0.516	+0.046	0.534	—0.130	0.525
Herbst	**—0.452**	**0.444**	**+0.657**	**0.714**	**—0.037**	**0.688**	**+0.034**	**0.615**	**—0.370**	**0.473**	**+0.378**	**0.634**	**+0.004**	**0.553**

Tabelle IV. Vertikale Temperaturabnahme zwischen Neuenburg und Chaumont.

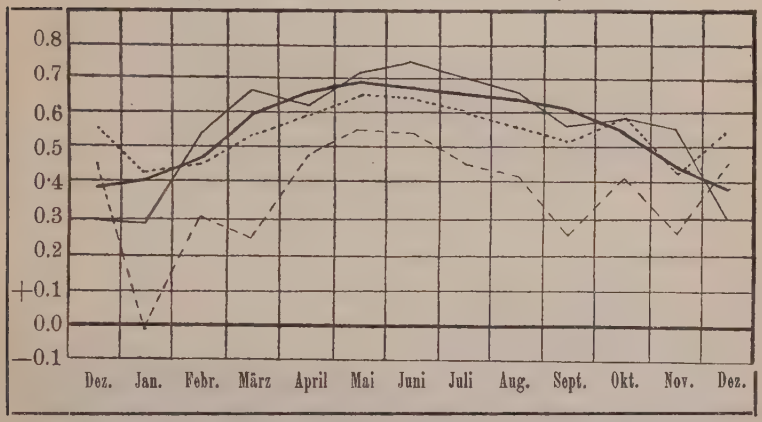
	7 h a		1 h p		9 h p		Mittel	
	heiter	trübe	heiter	trübe	heiter	trübe	heiter	trübe
Dezember	0.290	0.477	0.430	0.485	0.533	0.570	0.462	0.510
Januar	0.024	0.492	0.457	0.451	0.309	0.496	0.265	0.478
Februar	—0.148	0.557	0.059	0.633	0.214	0.688	0.103	0.626
Winter	**0.055**	**0.509**	**0.315**	**0.523**	**0.352**	**0.585**	**0.277**	**0.538**
März	0.298	0.583	0.340	0.680	0.717	0.750	0.451	0.671
April	0.171	0.596	0.562	0.739	0.733	0.734	0.488	0.691
Mai	0.243	0.644	0.514	0.789	0.745	0.729	0.501	0.721
Frühling	**0.237**	**0.608**	**0.472**	**0.736**	**0.732**	**0.738**	**0.480**	**0.694**
Juni	0.323	0.596	0.517	0.667	0.792	0.644	0.544	0.637
Juli	0.396	0.671	0 607	0.853	0.824	0.763	0.608	0.763
August	0.213	0.601	0.580	0.680	0.679	0.709	0.490	0.650
Sommer	**0.311**	**0.623**	**0.568**	**0.733**	**0.765**	**0.705**	**0.547**	**0.683**
September	0.109	0.576	0.280	0.608	0.554	0.729	0.314	0.638
Oktober	0.150	0.516	0.277	0.774	0.345	0.682	0.257	0.657
November	0.099	0.591	0.237	0.644	0.332	0.650	0.174	0.631
Herbst	**0.099**	**0.561**	**0.265**	**0.675**	**0.410**	**0.687**	**0.248**	**0.642**

Tabelle V. Vertikale Temperaturabnahme am Puy-de-Dôme.

	6 h a		9 h a		12 h		3 h		6 h		9 h p	
	heiter	trübe	heiter	trübe	heiter	trübe	heiter	trübe	heiter	trübe	heiter	trübe
Dezember	—0.606	0.350	—0.326	0.479	0.373	0.669	0.167	0.651	—0.144	0.635	—0.289	0.651
Januar	—0.329	0.371	0.005	0.533	0.570	0.651	0.454	0.645	0.091	0.579	—0.092	0.550
Februar	—0.154	0.500	0.377	0.623	0.855	0.626	0.884	0.626	0.436	0.700	0.281	0.610
Winter	**—0.363**	**0.474**	**0.019**	**0.545**	**0.599**	**0.649**	**0.501**	**0.641**	**0.128**	**0.638**	**—0.033**	**0.604**
März	– 0.197	0.641	0.563	0.843	0.954	0.924	0.992	0.939	0.676	0.811	0.479	0.698
April	0.125	0.692	0.922	0.928	1.214	1.026	1.142	1.000	0.987	0.833	0.614	0.734
Mai	0.578	0.694	1.050	0.951	1.093	0.981	1.063	0.963	0.917	0.895	0.544	0.791
Frühling	**0.169**	**0.676**	**0.845**	**0.907**	**1.087**	**0.977**	**1.066**	**0.967**	**0.860**	**0.846**	**0.546**	**0.741**
Juni	0.500	0.614	0.991	0.909	1.052	1.032	1.148	1.021	0.997	0.930	0.578	0.750
Juli	0.290	0.799	0.835	0.951	1.055	1.055	0.995	1.110	0.873	0.954	0.513	0.849
August	0.145	0.656	0.839	0.813	1.105	0.959	1.070	0.924	0.809	0.759	0.437	0.716
Sommer	**0.312**	**0.690**	**0.888**	**0.891**	**1.071**	**1.015**	**1.071**	**1.018**	**0.893**	**0.881**	**0.509**	**0.772**
September	—0.085	0.531	0.702	0.813	0.974	0.973	0.888	0.973	0.575	0.757	0.259	0.536
Oktober	—0.154	0.540	0.522	0.789	0.843	0.904	0.760	0.865	0.337	0.721	0.053	0.625
November	—0.221	0.474	0.269	0.638	0.610	0.730	0.707	0.684	0.291	0.600	0.108	0.558
Herbst	**—0.153**	**0.515**	**0.498**	**0.747**	**0.809**	**0.869**	**0.785**	**0.841**	**0.401**	**0.693**	**0.140**	**0.573**

Um zu sehen, in wie weit die Temperaturabnahme mit der Höhe an der Schneekoppe den oben (pag. 6) erwähnten Untersuchungen entspricht, sind in Figur I erstens die von den Herren Hann und Hirsch abgeleiteten Werte des vertikalen Gradienten eingetragen, und ferner die Werte der Temperaturänderung zwischen Eichberg und der Schneekoppe, sowie zwischen Eichberg und Wang, wie sie sich aus den Mitteln der dreimal täglichen Beobachtungen ohne Rücksicht auf die Bewölkung ergeben.

Fig. 1. Vertikale Temperaturabnahme für je 100 m (ohne Rücksicht auf Bewölkung).



——— Vertikale Temperaturabnahme nach Hann (Mittlere absolute Werte aus Beobachtungen in den Alpen, der Rauhen Alp, dem Erzgebirge und dem Harz).
····· Vertikale Temperaturabnahme in der Schweiz nach Hirsch.
——— Vertikale Temperaturabnahme zwischen Eichberg und der Schneekoppe.
– – – – Vertikale Temperaturabnahme zwischen Eichberg und Wang.

Wie man sieht, schliesst sich die für Eichberg-Schneekoppe erhaltene Kurve denjenigen, welche den älteren Untersuchungen entsprechen, überaus gut an, mit Ausnahme der sekundären Maxima im Oktober und Dezember. Diese Abweichungen sind jedoch, da sie in jedem Jahre mehr oder minder ausgeprägt auftreten, auf lokale Verhältnisse der Schneekoppe zurückzuführen, — hauptsächlich wohl auf stürmische Winde im Oktober und warme trübe Witterung im Dezember. Die im Vergleich zu den Werten der Herren Hann und Hirsch fast durchgängig kleineren Beträge der vertikalen Temperaturabnahme zwischen Eichberg und der Schneekoppe

entsprechen der Annahme von Herrn Woeikof[1]), nach welcher die Wärmeabnahme mit der Höhe kleiner wird, je höher die geographische Breite und je niedriger die Temperatur ist. Nach Herrn Woeikof macht das Harzgebirge hiervon eine Ausnahme; es wird dies hier erwähnt, da in den Hann'schen Zahlen auch Beobachtungen aus dem Harz enthalten sind. Die Kurve „Eichberg-Wang" weicht natürlich von den andern Grössenverhältnissen wesentlich ab, da Wang keine Gipfelstation ist; doch ist ihre Ähnlichkeit mit den vorigen nicht zu verkennen, so dass sie gleichsam als vergrösserte Darstellung der jährlichen Periode erscheint. Es ist diese Thatsache insofern interessant, als sie auf die Bedeutung des Erdbodens für die Temperaturverminderung mit der Höhe Licht wirft und damit auch auf die Wirkung der Ein- und Ausstrahlung.

In Hinblick auf die Übereinstimmung mit den angeführten älteren Untersuchungen kann die vorliegende Arbeit gewissermassen als eine Erweiterung jener Untersuchungen angesehen werden. In dieser Abhandlung soll die tägliche und jährliche Periode des vertikalen Gradienten gemeinsam behandelt werden. Dies wird gerechtfertigt erscheinen, wenn man bedenkt, dass es sich hier hauptsächlich um den Einfluss der Strahlung handelt, und dass der Nacht und dem Winter ein Überwiegen der Ausstrahlung gemeinsam ist, während den Tag und den Sommer eine grössere Einstrahlung kennzeichnet. Insbesondere wurde auch gehofft, durch eine solche Gruppierung die Übersicht über die in Frage kommenden Elemente zu erhöhen.

Um einen vorläufigen Einblick in die hier zu behandelnden Erscheinungen zu erhalten, ist die Tabelle I (pg. 10) am geeignetsten. Aus ihr ergiebt sich eine scharf ausgeprägte regelmässige Periode im Laufe der heitern Tage. Am auffallendsten ist der geringe Wert des vertikalen Gradienten in den Morgenstunden. Der grösste der für diese Zeit geltenden Mittelwerte ist $0.^{0}28$; er entspricht einer Temperaturabnahme von 1^{0}C auf 357 m, eine Zahl, die bei einem Höhenunterschied von 1252 m einigermassen überraschen muss. In vielen Fällen, und zwar nicht allein während der Wintermonate tritt für diese Tageszeit schon in den Monatsmitteln die Erscheinung der Temperaturumkehr hervor. Am stärksten macht sich dies an Stationsgruppen mit geringer Höhendifferenz, sowie an isolierten Gipfelstationen geltend. Beispielsweise findet man zwischen Eichberg und Wang um 7_{h} a Temperaturzunahme mit der Höhe häufiger wie Temperaturabnahme. Wenn man berücksichtigt,

[1]) A. Woeikof. „Die Klimate der Erde" I pag. 237. Jena 1887.

dass nur während eines Teiles des Jahres zur Zeit des ersten Beobachtungstermins die Sonne schon längere Zeit darauf hingewirkt hat, die einer Inversion günstigen Bedingungen aufzuheben, so kann man von normal ansteigenden Bergen sagen, dass hier an heitern Tagen bei Sonnenaufgang eine Zunahme der Wärme mit der Höhe eine fast ebenso grosse Wahrscheinlichkeit für sich hat, wie eine Abnahme, wenigstens für Höhen bis zu 1000 m. Die Resultate der Beobachtungen an den Minimumthermometern in Eichberg, Wang und auf der Schneekoppe bekräftigen diese Vermutung (man vergl. Tabelle I). Die Werte besagen, dass, während bei grösserer Erhebung die Abnahme überwiegt, doch in der Nachbarschaft der Thalsohle bis zu der Höhe von ca 600 m die Umkehr sich schon so stark bemerkbar macht, dass sie sogar in den Jahresmitteln hervortritt. Dies ist um so auffallender, wenn man bedenkt, dass das Minimum der Temperatur auf der Höhe früher einzutreten pflegt als im Thale; man hat also als Minimum der Werte der vertikalen Temperaturabnahme bei klarem Himmel noch kleinere Zahlen anzunehmen, als die in Tabelle I angegebenen. Auf die Allgemeinheit dieses Auftretens der Inversion ist meines Wissens noch nicht hingewiesen worden. Infolge der wenigen zu früher Morgenstunde in Luftballons beobachteten Temperaturen ist es nicht möglich, nähere Angaben darüber zu machen, in wie weit diese Erscheinung auch in der freien Atmosphäre Gültigkeit hat. Übrigens giebt es immer einige Anhaltspunkte dafür, dass sich die eben gewonnenen Ergebnisse wenigstens im Allgemeinen auch auf die freie Atmosphäre übertragen lassen. So hat z. B. schon Glaisher auf Grund seiner ersten Ballonfahrt bei Nacht (2. Okt. 1865) sich folgendermassen geäussert: „The results of the first night — experiment are very valuable; and, so far as one experiment can give, indicate, that, on a clear night, the temperature up to a certain elevation increases with the increase of elevation (Report of the Brit. Ass. 1866 pag. 370), Auch Flammarion[1]) erwähnt bei der Beschreibung einer nächtlichen Luftfahrt von Paris nach La Rochefoucault am 24. Juni 1867, dass um 4^h morgens bei dem Herabsinken[2]) von 1200 m auf 100 m die Temperatur von 16^0 auf 14^0 fiel. Dies entspricht einer vertikalen Temperaturzunahme von $0.^0 18$ auf 100 m. Aus theoretischen Gründen schliesst Herr von Bezold, dass die Temperaturumkehr nicht als eine nur den Gebirgsgegenden

[1]) Comptes Rendus 1868 Bd. 66 pg. 1051, 1113, 1207.

[2]) Dieses Beispiel verliert dadurch an Allgemeingültigkeit, dass der Abstieg in einem Thalkessel, im Thale der Charente, erfolgte.

eigentümliche Erscheinung aufzufassen sei, sondern auch über dem ebenen Lande und über ruhigem Meere erwartet werden müsse.

Die Richtigkeit dieser Vermutung ist inzwischen über der norddeutschen Tiefebene durch Herrn Lieutenant Gross bei Gelegenheit einer am 19. Dezember 1888 unternommenen Luftfahrt bestätigt worden. Die Temperatur stieg an diesem Tage zwischen 1^h p und 4^h p bei einer Erhebung um 1000 m von $+ 2^0$ auf $+ 10^0$ und zwar nach Beobachtungen am Schleuderthermometer.

Will man eine Erklärung geben für den geringen Betrag des vertikalen Gradienten am Morgen, so wird man am besten von dem extremsten Falle, von der Inversion, ausgehen. Die Temperaturumkehr zur Zeit eines winterlichen barometrischen Maximums ist, wie schon Eingangs erwähnt, vielfach untersucht worden. Die allgemeinste Behandlung dieser Frage ist von Herrn von Bezold[1]) durchgeführt. Die Hauptursache der Temperaturumkehr, bez. der äusserst langsamen vertikalen Temperaturabnahme, wie sie sich aus den Tabellen für heitere Nächte ergiebt, ist die nächtliche Ausstrahlung am Erdboden. In den untersten Luftschichten wird die im Thale früher eintretende und länger andauernde Beschattung eine stärkere Abkühlung der Lufttemperatur während der Nacht hervorrufen, als auf der Höhe. Ausserdem wird infolge der in der Thalsohle dunstreicheren Luft unten eine reichlichere Ausstrahlung und damit eine intensivere Abkühlung sich geltend machen als oben. Würde das Absteigen adiabatisch vor sich gehen, so müsste sich die Luft bei einem Herabsinken für je 100 m um 1^0 C erwärmen. Eine Erwärmung kommt jedoch nur den höher gelegenen Teilen des Berges zu Gute; denn die durch Ausstrahlung stark abgekühlten Bergabhänge entziehen der Luft einen wesentlichen Teil ihrer Wärme, so dass sich thatsächlich die Luftmassen bei dem Sinken beträchtlich abkühlen. Die Bedeutung einer Anticyklone für solche Vorgänge ist nicht zu unterschätzen. Es ist selbstverständlich, dass diese Umkehrung, bez. Annäherung daran im Sommer viel schwächer auftreten muss als im Winter; denn im Sommer überwiegt die Einstrahlung am Tage bei weitem die Ausstrahlung während der kurzen Nacht. Wie stark sich dieses Übergewicht geltend macht, geht aus den oben mitgeteilten Zahlen hervor, aus denen man entnimmt, dass sich die Verhältnisse dann und wann sogar dem labilen Gleichgewichtszustande nähern, was dann natürlich zum Ausbruch von Gewittern und damit zur Unterbrechung der Herrschaft der Anticyklone führen muss.

[1]) Sitzber. der K. pr. Ak. der Wissensch. XLVI pg. 1198.

Von grösster Bedeutung für die Temperaturumkehr im Winter ist ferner eine Schneedecke im Thale. Auch die Nebelbildung im Thal, deren Einfluss auf die Inversion von verschiedenen Meteorologen untersucht ist, wird durch die niedere Temperatur im Winter mehr begünstigt als im Sommer. Ein charakteristisches Beispiel für die Wirkung des Nebels liefert eine Beobachtungsreihe von Neuenburg-Chaumont in der Zeit vom 5. bis zum 10. Februar 1878. Während der ganzen Periode lag Neuenburg in dichtem Nebel, während über Chaumont heitrer Himmel herrschte. Die Temperaturänderungen (das Minuszeichen bedeutet eine Zunahme der Temperatur mit der Höhe) für 100 m betrugen

1878	7^h a	1^h p	9^h p	Mittel
5.II —11II	—0.°965	—1.403	—0.784	—1.051

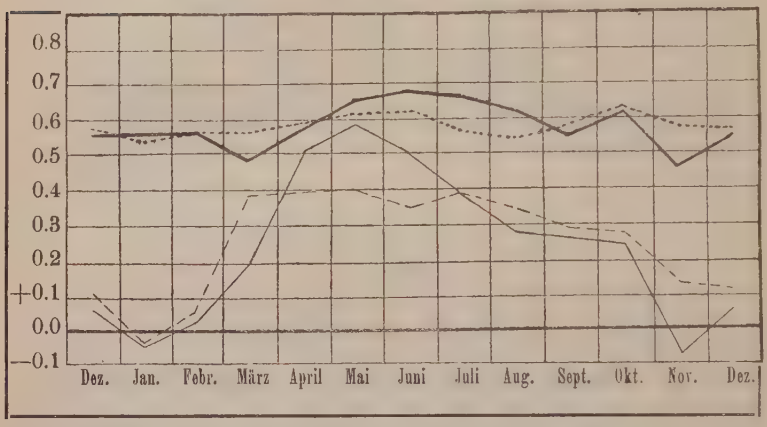
Der Einfluss des Nebels wird später (pg. 30) noch eingehender erörtert werden.

Wird nun, wie im Folgenden, im Anschluss an die Betrachtung der vertikalen Temperaturänderung in den Morgenstunden die Behandlung dieser Frage für den Winter und nicht etwa für den Frühling gegeben, so erklärt sich dies einerseits dadurch, dass keine Nachtbeobachtungen von den hier benutzten Stationsgruppen vorhanden waren, andrerseits aber dadurch, dass gerade infolge der Ausstrahlung die geringste Tagestemperatur den frühen Morgenstunden eigen ist. Handelt es sich daher hauptsächlich um den Einfluss der Strahlung, so ist eine Beobachtung um 6^h a oder 7^h a besser den winterlichen Verhältnissen vergleichbar als eine solche um Mitternacht.

Die Erscheinung der Inversion im Winter tritt in den Zusammenstellungen der Tabellen II, III, IV, V, (pg. 11 bis 14) sowie in der graphischen Darstellung 2 deutlich hervor. Sogar in den Mittelwerten aus den Beobachtungen um 7^h a, 2^h p, 9^h p, bez. 7^h a, 1^h p, 9^h p. zeigt sich die Neigung zur Temperaturumkehr, zwischen Eichberg und Wang sogar die Temperaturumkehr selbst. Aus den vorher genannten Gründen muss der vertikale Temperaturgradient in den Morgenstunden der Wintertage am geringsten sein. Am Puy-de-Dôme bei einem Höhenunterschied von über 1000 m ergiebt sich um 6^h morgens an heitern Wintertagen eine durchschnittliche Temperaturzunahme von 0.°4 bei einer Steigung um 100 m. Im Allgemeinen ist der vertikale Gradient im Januar am kleinsten; am Chaumont fällt das Minimum auf den Februar.

Bei einem Vergleich der vertikalen Temperaturabnahme bei heitrem Himmel mit derjenigen bei trübem Wetter muss

Fig. 2. Vertikale Temperaturabnahme zwischen Eichberg und der Schneekoppe um 7 h a und um 9 h p.



——— an trüben Tagen um 7 h a; ..... an trüben Tagen um 9 h p.
——— an heitren Tagen um 7 h a; – – – – an heitren Tagen um 9 h p.

man von vornherein annehmen, dass helle und trübe Tage hinsichtlich des hier in das Auge gefassten Elementes grosse Verschiedenheiten aufweisen. Denn die Wirkung der Strahlung, deren Einfluss an heitren Tagen aus den vorhergehenden Erörterungen deutlich hervorgeht, spielt an trüben Tagen nur eine untergeordnete Rolle. Nichtsdestoweniger zeigt sich, dass der tägliche Gang der Wärmeänderung mit der Höhe bei bewölktem Himmel im Allgemeinen der nämliche bleibt wie bei klarem, und nur die Grössen, um welche es sich in beiden Fällen handelt, verschieden sind, und zwar bewegt sich im Laufe eines Tages mit starker Bewölkung die vertikale Temperaturabnahme innerhalb viel geringerer Grenzen. Hieraus erklärt sich, dass Abweichungen des für eine beliebige Tageszeit sich ergebenden vertikalen Temperaturgradienten von dem entsprechenden, aus den Beobachtungen sämtlicher Stationen hergeleiteten Mittelwerte, an trüben Tagen kleiner sind als an hellen. Während diese Beträge für Tage letzterer Art an den verschiedenen Stationsgruppen starken Schwankungen unterworfen sind, zeigen dieselben bei bedecktem Himmel eine gute Übereinstimmung. Um 9 h p. wechselt der mittlere jährliche Wert der vertikalen Temperaturänderung bei klarem Wetter zwischen 0°.032 (Eichberg-Wang) und 0°.610 (Neuenburg-Chaumont), dagegen bei Bewölkung nur zwischen 0°. 535 (Eichberg-Schneekoppe) und 0°. 716 (Neuenburg-Chaumont.) Mor-

gens sind die Schwankungen an heitren Tagen noch grösser, an trüben noch geringer. Für letztere ergiebt sich aus allen Beobachtungen als durchschnittlicher Wert der Wärmeabnahme auf 100 m um 7^h a: $0^0.57$. Die grössten Jahresabweichungen betragen $\pm 0^0.03$. Diese Regelmässigkeit in der vertikalen Temperaturänderung am Morgen dürfte vielleicht nicht ohne Bedeutung für barometrische Höhenmessungen sein.

Rühlmann giebt in seinem pg. 1 schon erwähnten Buche über „Barometrische Höhenmessungen" für alle Monate des Jahres, mit Ausnahme des Dezember und Januar, als günstigste Beobachtungszeiten zwei Termine an, den einen am Nachmittage, einen zweiten am Morgen. Auf Grund der vorliegenden Untersuchungen ist bei trübem Wetter der Beobachtung am Morgen entschieden der Vorzug zu geben.

Wie schon erwähnt, erklärt sich der Unterschied des vertikalen Temperaturgradienten bei verschiedener Bewölkung hauptsächlich durch Strahlungseinflüsse. Wenn auch die Wärmeänderung mit der Höhe bei bedecktem Himmel weit rascher erfolgt als bei klarem, so muss trotzdem ihr geringer Betrag auffallen. Dies dürfte zum grossen Teil daher rühren, dass in vielen Fällen die obere Station sich bereits innerhalb der Wolken befindet und demnach der Gradient einen Mittelwert darstellt zwischen jenem in trockener und dem in gesättigter Luft. Berücksichtigt man weder den Einfluss der Strahlung und Absorption, noch den von Luftmischung, so verlangt die Theorie als Grösse der vertikalen Temperaturänderung in trockner Luft

$$1) \quad \frac{dt}{dh} = 0.009907 \quad \frac{g}{g_{45}}$$

wenn g die Intensität der Schwere am Beobachtungsort, g_{45} diejenige unter 45^0 Breite ist, und wenn als Wärmeäquivalent angenommen wird:

$$A = \frac{1}{425 g_{45}}$$

Da bei gleicher Temperatur und Spannkraft der Wasserdämpfe feuchte Luft leichter ist als trockne, so ergiebt sich für eine Luftmasse, die mit Feuchtigkeit noch nicht gesättigt ist, ein etwas kleinerer Wert der Temperaturabnahme mit der Höhe, und zwar:

$$2) \quad \frac{dt}{dh} = 0.009751 \quad \frac{g}{g_{45}}.$$

Für gesättigte feuchte Luft gilt die Beziehung:[1])

$$3)\quad \frac{dt}{dh} = 0.0342\ \frac{0.0690 + 0.622\ \frac{r}{p}\ \frac{e}{T}\ \frac{g}{g_{45}}}{0.2375 + 0.622\ \frac{r}{p}\ \frac{de}{dT}}$$

Hier bedeutet e die Maximalspannung des Wasserdampfes, r die Verdampfungswärme des Wassers, p den Druck der Luft in kg, T die absolute Temperatur der Luft. Bei allen drei Gleichungen ist zu bemerken, dass ein positiver Wert von dt/dh eine Abnahme der Temperatur mit der Höhe bedeutet.

Die Gleichung (3) zeigt, dass in gesättigter Luft die vertikale Temperaturabnahme wesentlich abhängt von der Temperatur der Luft, und zwar ist die Abnahme grösser bei niedriger Lufttemperatur als bei hoher. Nummerische Werte für die vertikale Temperaturabnahme sind von den Herren Reye[2]) und Hann[3]) berechnet worden; Herr Hertz[4]) erleichterte die Rechnung durch Konstruktion einer bequemen Kurventafel. Zur Vereinfachung ist hierbei vernachlässigt, dass eine Verminderung der Luftmassen bei Niederschlagsbildung eintritt. Übersicht über die allgemeinen Verhältnisse gewähren die schon oben citirten Abhandlungen von Herrn von Bezold[5]). Für die vorliegende Betrachtung der vertikalen Temperaturabnahme bei bedecktem Himmel ist jedoch nur dann aus den angeführten Arbeiten wesentlicher Nutzen zu ziehen, wenn man gleichzeitig der Temperatur, dem Drucke und der Feuchtigkeit eingehende Aufmerksamkeit schenkt. Wichtiger dagegen ist hier zur Erklärung der langsamen Wärmeabnahme mit der Höhe an trüben Tagen die auf pg. 6 angedeutete Mischung der von der Erde aufsteigenden und durch Expansion erkalteten Luftströme mit solchen, die aus dem anticyklonalen Gebiete schon in grössere Höhen abgeflossen sind und, ohne den Boden erreicht zu haben, mit höherer Temperatur in den Wirbel des aufsteigenden Stromes hineingezogen werden. Hierauf ist auch zum Teil zurückzuführen, dass in den untern Luftschichten an trüben Tagen die vertikale Temperaturabnahme rascher erfolgt als in

[1]) Die Gleichung (3) ist vollständig abgeleitet in Sprung's „Lehrbuch der Meteorologie" pg. 176.

[2]) Reye: „Die Wirbelstürme, Tornados und Wettersäulen." Hannover 1872.

[3]) Vergl. pg. 5, Anmerkung 1.

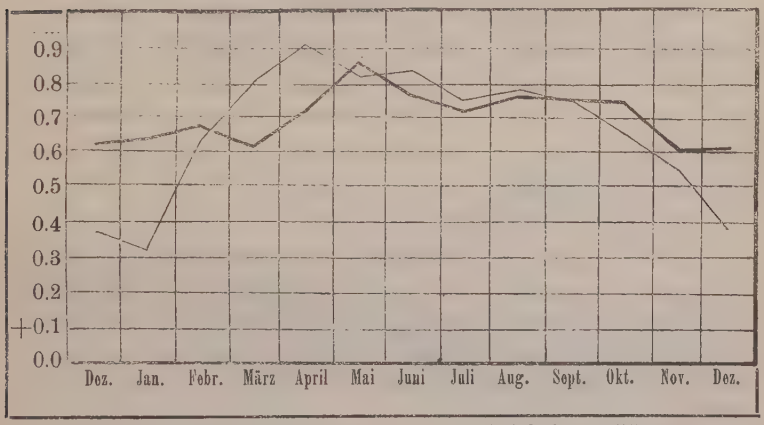
[4]) Hertz: Über die adiabatische Zustandsänderung feuchter Luft" Meteorologische Zeitschrift 1884, pg. 421.

[5]) Vergl. pg. 6, Anmerkung 4.

den höhern, und zwar namentlich und fast ausschliesslich während des Sommers. Die Vergleichung der Gruppen „Eichberg-Wang“ und „Eichberg-Schneekoppe lässt dies schon erkennen. Dass die vertikale Temperaturabnahme in der ganzen Luftsäule im Winter langsamer erfolgt als im Sommer, erklärt sich dadurch, dass in der kalten Jahreszeit der Eintritt des Kondensationsstadiums bei geringerer Erhebung erfolgt, also der geringere Gradient in einem grössern Theil der Atmosphäre zur Geltung kommt als im Sommer.

Einer eingehenden Behandlung bedarf vor Allem auch die Temperaturverminderung mit der Höhe zur Zeit der grössten Einstrahlung der Sonne. Der Verlauf des vertikalen Gradienten

Fig. 3. Vertikale Temperaturabnahme zwischen Eichberg und der Schneeknoppe um 2^h p.



——— bei bedecktem Himmel; — — — bei heiterm Himmel.

während des Jahres, wie er sich für die Mittagsstunden ergiebt (Tabelle I), gleicht im Grossen und Ganzen dem für die Morgenstunden gültigen, wenn man sich die auf letztere bezüglichen Werte für heitre Tage um $0.^0 3$ bis $0.^0 5$, die für trübe Tage um etwa $0.^0 1$ vergrössert denkt. Namentlich an der Gruppe „Eichberg-Schneekoppe“ zeigt sich dies mit grosser Regelmässigkeit. Die Zunahme des Gradienten von 7^h a bis 2^h p beträgt hier (nach Tabelle II):

	für heitre Tage	für trübe Tage
Winter:	$+ 0.^0 41$	$+ 0.^0 08$
Frühling:	0.41	0.15
Sommer:	0.40	0.10
Herbst:	0.50	0.10

Am Puy-de-Dôme sind die Differenzen zwischen zwei auf einander folgenden Beobachtungsterminen:

	$9^h a - 6^h a$		$12^h - 9^h a$		$3^h p - 12^h p$		$6^h p - 3^h p$		$9^h p$	$6^h p$
	heiter	trübe	heiter	trübe	heiter	trübe	heiter	trübe	heiter	trübe
Winter:	0.38	0.07	0.58	0.10	—0.09	—0.01	—0.37	0.00	—0.16	—0.03
Frühling:	0.68	0.23	0.24	0.07	+0.03	0.00	—0.26	—0.12	—0.31	—0.10
Sommer:	0.58	0.22	0.20	0.12	0.00	—0.03	-0.18	—0.14	—0.38	—0.11
Herbst:	0.65	0.23	0.31	0.12	—0.02	—0.01	—0.38	—0.15	—0.36	—0.12

Die Zahlen lassen erkennen, dass die vertikale Temperaturabnahme am schnellsten bald nach Sonnenaufgang wächst, namentlich bei klarem Himmel. Die Änderung des Gradienten ist an solchen Tagen in den Sommermonaten zwischen 6^h a und 9^h a am grössten, dagegen im Winter, wo von einer kräftigen Einstrahlung vor 8^h kaum die Rede sein kann, zwischen 9^h a und 12^h am stärksten. Der Unterschied zwischen den auf 6^h a und 9^h a bezüglichen Gradienten ist im Sommer fast dreimal grösser als zwischen den für 9^h a und 12^h geltenden, dagegen im Winter zwischen 9^h a und 12^h weit grösser als zwischen 6^h a und 9^h a.

Der im Sommer für die Mittagsstunden sich ergebende Betrag von ca. 1^0 Temperaturabnahme auf 100 m entspricht ziemlich gut den bei Ballonfahrten erhaltenen Resultaten. So ergab die am 23. Juni 1888 von den Herren von Siegsfeld und Dr. Kremser unternommene Ballonfahrt, bei welcher der Temperaturmessung besondere Sorgfalt zugewendet wurde, für eine Höhe bis zu 1134 m als durchschnittlichen Wert des Gradienten $0^0.99$. Die Stationen an Bergabhängen, also Wang und in gewisser Beziehung Chaumont müssen naturgemäss kleinere Werte ergeben, denn es kommt hier wesentlich an auf das Verhältniss der Grösse der Bodenfläche zu der umgebenden Luftmasse. Dieses Verhältniss ist auf Bergen sehr klein im Vergleich zu dem im Thal.

Das Maximum der Temperaturabnahme mit der Höhe fällt ungefähr auf die Stunden 2^h p bis 3^h p, und zwar unbeeinflusst von der Bewölkung in allen Jahreszeiten. Es zeigt sich dies deutlich in dem geringen Betrage der Differenz: „Maximumbeobachtuugen minus Beobachtung um 2^h Nachmittags.“ Für die Schneekoppe ist diese Differenz:

	heiter	trübe
Winter:	—0.05	—0.07
Frühling:	—0.02	—0.04
Sommer:	—0.05	—0.02
Herbst:	—0.05	—0.05

Bei dieser Gelegenheit muss auch ein auf den ersten Blick widersinnig erscheinendes Resultat in den Tabellen I bis III erwähnt werden. Die aus den Beobachtungen am Maximumthermometer abgeleiteten Werte des vertikalen Temperaturgradienten sind nämlich durchschnittlich kleiner als die Zahlen, welche die korrespondierenden Beobachtungen um 2^h p liefern. Der Grund dieser Erscheinung ist darin zu suchen, dass auf den Bergen das Temperaturmaximum früher eintritt als in den Thälern[1]).

Beispielsweise war am Puy-de-Dôme im Jahre 1878 der Gang der Tagestemperatur auf dem Gipfel und im Thal der folgende:

	6^h a	9^h a	12^h	3^h p	6^h p	9^h p
Gipfel:	3.67	3.84	**5.38**	5.27	4.94	4.46
Ebene:	4.00	9.31	15.79	**16.55**	11.37	7.86

Die Verschiedenheit im Eintreten des Maximums ist hier wenig deutlich, da die tägliche Amplitude auf dem Gipfel des Puy-de-Dôme überaus gering ist — eine Folge der isolierten Lage des Berges. Aus den Beobachtungen zwischen Eichberg und der Schneekoppe geht hervor, dass ein Unterschied von ca. einer halben Stunde in dem Eintreten des Temperaturmaximums an der obern und an der untern Station genügt, um die erwähnte scheinbare Ungenauigkeit der Resultate zu erklären.

Am Puy-de-Dôme tritt das Maximum der Temperaturabnahme mit der Höhe an trüben Tagen etwas früher ein als an heitern. Dies entspricht vollkommen den allgemeinen Regeln über den täglichen Gang der Lufttemperatur, welche von Dove und später ausführlicher von Herrn Wild aufgestellt sind. Nach den Untersuchungen dieser Forscher wird das mittägliche Temperaturmaximum bei bedecktem Himmel 2 bis 3 Stunden eher erreicht als bei heiterm.

Der Betrag des vertikalen Gradienten um Mittag kommt dem für das convective Gleichgewicht theoretisch berechneten Werte sehr nahe, und zwar erfolgt an trüben Sommertagen Mittags die Temperaturabnahme mit der Höhe meist langsamer als an heiteren. Letztere Thatsache stimmt überein mit den auf pg. 4 angeführten Resultaten der Glaisher'schen Ballonfahrten. Es bedarf dies besonders deshalb Erwähnung, weil man im Allgemeinen die Behauptung ausgesprochen findet, dass die vertikale Temperaturabnahme in Gebirgsgegenden an trüben Tagen durchweg rascher vor sich geht als an klaren.

---

[1]) Man vergleiche z. B. Sprung: „Lehrbuch der Meteorologie" 1885 pg. 325.

Aus dem vorliegenden Zahlenmaterial erkennt man, dass die Betrachtung von Mittelwerten allerdings zu solchen Schlüssen führen muss, dass diese Schlussfolgerungen jedoch für die Mittagsstunden keine Berechtigung haben.

Die Übereinstimmung des beobachteten vertikalen Gradienten mit dem theoretisch berechneten tritt am deutlichsten hervor an den freien Gipfelstationen der Schneekoppe und des Puy-de-Dôme. Betrachtet man in Tabelle V die auf die Mittagsstunden der Sommermonate bezüglichen Werte, so fällt auf, dass die Wärmeabnahme mit der Höhe häufig mehr als 1^0 auf 100 m beträgt, dass also die Luft einen labilen Gleichgewichtszustand erreicht. Das Auftreten eines solchen Zustandes ist an allen hier erwähnten Stationsgruppen keineswegs eine Seltenheit, nur ist dasselbe meist zu schnell vorübergehend und zu vereinzelt, um sich auch in den monatlichen Zusammenstellungen auszusprechen. Nachdem auf pg. 18 gezeigt wurde, wie gross die Wirkung der Ausstrahlung am Erdboden auf den vertikalen Gradienten ist, ist es begreiflich, dass andrerseits bei ganz ungehinderter Einstrahlung und hoher Lufttemperatur die Wärmeabnahme mit der Höhe den Betrag von 1^0 auf 100 m leicht erreichen und vorübergehend wohl auch übersteigen kann. Das labile Gleichgewicht wird in vielen Fällen durch die am Abend veränderten Strahlungsverhältnisse aufgehoben. Vielfach gleicht es sich jedoch schon vorher durch die Entladung eines Gewitters aus. An solchen Gewittertagen steigt der vertikale Gradient vor der Entladung zwischen Eichberg und der Schneekoppe im Allgemeinen bis auf $1.^0 04$, am Puy-de-Dôme bis auf $1.^0 30$. Grössere Werte sind nicht selten. Betrachtet man die Gewittererscheinungen lediglich in ihrer Beziehung zum labilen Gleichgewicht der Atmosphäre — eine starke Abhängigkeit von demselben ist offenbar — so müsste man nach den Tabellen II bis V die zahlreichsten Lokalgewitter im März und April erwarten, während doch in Wahrheit das Maximum derselben auf den Juli oder August fällt. Der Grund hierfür dürfte in dem Umstand zu suchen sein, dass das labile Gleichgewicht im Frühjahr nur den Luftschichten in unmittelbarer Nähe der Berge eigen ist, da es hauptsächlich durch die Schneeschmelze (vergl. pg. 27) entsteht, und der Ausgleich des Zustandes daher ohne stärkere elektrische Wirkung erfolgt.

Für die Betrachtung der Temperaturänderung mit der Höhe ist es nicht unwesentlich, den Verlauf derselben bei dem Übergang vom Winter zum Sommer näher zu verfolgen. An der Gruppe „Eichberg-Schneekoppe“ lassen sich die hier auftretenden Verhältnisse am bequemsten aus den graphischen

Darstellungen (Figur 2 und 3) erkennen. Die andern Stationsgruppen weisen keine bedeutenden Verschiedenheiten von diesem Gange auf.

Unter dem Einflusse der kräftigen Sonnenstrahlung im Frühling steigt die Kurve der vertikalen Temperaturabnahme an heitern Tagen in den Monaten März, April und Mai rasch an, und erreicht ihr Maximum im April, bez. Mai. Das Eintreten des Maximums hängt in hervorragendem Maasse von dem Beginn der Schneeschmelze auf den Bergen ab. Überhaupt ist dieser Vorgang mit der Änderung der vertikalen Temperaturverminderung auf das Engste verknüpft. Die Schneeschmelze tritt in Wang Ende April ein; auf der Schneekoppe beginnt sie durchschnittlich in der zweiten Hälfte des Mai.

Bei dem Schmelzprozess werden beträchtliche Wärmemengen absorbirt und dadurch die Erwärmung der Höhen verhindert, während im Thal die Insolation ungehindert zur Wirkung kommt und noch begünstigt wird durch das Fehlen grösserer Laubmassen und bewachsenen Bodens. Da sich die durch die Schneeschmelze hervorgerufene schnelle Temperaturabnahme mit der Höhe zuerst zur Zeit der grössten Tageswärme geltend machen muss, so lässt sich der Einfluss schon an den Terminbeobachtungen feststellen. Am Puy-de-Dôme fällt das Maximum des vertikalen Gradienten für die Beobachtungsstunden 12^h, 3^h p, 6^h p, 9^h p in den April, dagegen für die Morgenstunden 6^h und 9^h erst auf den Mai. Analog verhalten sich an der Schneekoppe die Resultate der Beobachtungszeiten 2^h p und 9^h p gegenüber der Beobachtung um 7^h a. Zwischen Neuenburg und Chaumont macht sich in Folge des geringen Höhenunterschiedes die Wirkung der Schneeschmelze nur wenig bemerkbar. Der auf heitre Tage bezügliche Gradient um 7^h a steigt an der Schneekoppe vom März bis zum Mai von $0.^o20$ auf $0.^o59$ am Puy-de-Dôme in derselben Zeit sogar von $— 0.^o20$ bis $+ 0.^o58$. Die Beobachtungen an den Minimumthermometern in Eichberg und auf der Schneekoppe ergeben die rascheste vertikale Temperaturabnahme im März, ein Umstand, welcher der von Herrn Hann nachgewiesenen Thatsache entspricht, dass auf den Bergen eine Neigung vorhanden ist, das Maximum der Kälte gegen das Ende des Winters zu verschieben.

Vom Juni an sinkt die Kurve der Temperaturänderung mit der Höhe in ausgesprochener Weise und ziemlich gleichmässig, um in den Wintermonaten ihr Minimum zu erreichen. Dies ist eine Folge der zunehmenden Länge der Nächte und des abnehmenden Zeitraumes zwischen dem Sonnenaufgang und dem ersten Beobachtungstermin um 6^h a, bezw. 7^h a.

An der Gruppe „Eichberg-Wang“ zeigt sich an heitern Tagen mit Ausnahme der Monate März und April immer Temperaturumkehr um 7^h a, also eine beträchtliche Abweichung von der Voraussetzung einer der Höhe direkt proportionalen vertikalen Temperaturänderung, und zwar eine Abweichung in entgegengesetztem Sinne als an trüben Tagen (vergl. pg. 22).

In den Werten der von Monat zu Monat aufgestellten Gradienten bedürfen die Maxima einer besonderen Berücksichtigung. An heitern Tagen treten solche Maxima auf im April, Juni und August, bezw. September. Zwischen Neuenburg und Chaumont ergiebt sich statt der beiden letzten sekundären Maxima neben einem grössten Wert im April ein sekundäres Maximum im Juli. Die rasche Temperaturabnahme im April ist bereits auf pg. 27 erklärt. Die in dieser Zeit besonders auf der Höhe heftig wehenden Winde spielen hierbei auch eine Rolle. Im Juni ist es die Länge der Tage, welche die Sonnenstrahlung begünstigt und die vertikale Temperaturabnahme beschleunigt. Das Auftreten und die Grösse der August- bezw. September-Maxima hängt wesentlich ab von dem Witterungscharakter der betreffenden Monate. Die Hauptursache ist in der grossen Tageswärme und in dem durchschnittlich sehr beständigen Wetter zu suchen. Folgen einander mehrere ruhige heitere Tage ohne Unterbrechung durch stärkere Bewölkung, so erreicht der mittägliche Gradient von Tag zu Tag einen grössern Wert. Die vertikale Temperaturabnahme ist also auch von der Zahl der auf einander folgenden heitren Tagen abhängig.

An trüben Tagen ist der Verlauf der Temperaturänderung mit der Höhe bei dem Übergang vom Winter zum Sommer viel regelmässiger als an heitren. Für die Morgenstunden fällt das Maximum des Gradienten auf den Juni oder Juli, und der Gradient nimmt von dort nach beiden Seiten ziemlich gleichmässig und langsam ab (Figur 2). Dementsprechend ist der Unterschied zwischen der vertikalen Wärmeabnahme an heitern Tagen und der an trüben in den Wintermonaten ungefähr dreimal so gross als im Sommer. Das sekundäre Minimum, welches an der Schneekoppe bei bedecktem Himmel im März auftritt, kann dadurch hervorgerufen werden, dass im Thale eine beträchtliche Abkühlung der Lufttemperatur durch Schmelzen der Schneedecke eintritt, während auf den Bergen die Temperatur noch unter dem Gefrierpunkt liegt. Ähnlich erklärt sich ein Maximum des Gradienten zur Mittagszeit bei trübem Wetter im Mai (Eichberg-Schneekoppe) bezw. im April (Puy-de-Dôme, Eichberg-Wang, Neuenburg-Chaumont).

Hier sind es das Aufthauen der auf den Höhen an den kälteren Tagen fallenden Schneemassen und die hierbei verbrauchten Wärmemengen, welche eine Steigerung der Temperatur auf den Berggipfeln unmöglich machen und dadurch eine verhältnissmässig zu niedrige Temperatur nach sich ziehen. Die rasche vertikale Temperaturabnahme bei bedecktem Himmel im September, bez. Oktober wird durch das in diesen Monaten vielfach stürmische Wetter bedingt, und es gilt hier das auf pg. 5 Gesagte über Hann's Untersuchungen des Einflusses des Windes.

Die Beträge der Wärmeabnahme mit der Höhe am Abend bieten einen gewissen Anhalt dafür, in welcher Weise sich der Gradient ändert vom Zeitpunkt der grössten Einstrahlung bis zu dem der stärksten Ausstrahlung. Die für 9^h p geltenden Werte zeigen grosse Ähnlichkeit mit den auf 7^h a bezüglichen, wie dies namentlich Figur 2 deutlich erkennen lässt. In den meisten Monaten nimmt an der Schneekoppe die Temperatur an heitern Tagen um 9^h p rascher mit der Höhe ab, als um 7^h a. Eine Abweichung hiervon tritt vom April bis Juli auf. In diesen Monaten wird voraussichtlich das Minimum der vertikalen Temperaturabnahme schon bald nach Mitternacht statt haben und werden daher um 7^h a schon längst alle Einflüsse aufgehoben sein, die einer langsamen Temperaturabnahme günstig sind. Am Puy-de-Dôme verläuft die Temperaturverminderung mit der Höhe ähnlich wie an der Schneekoppe. Aus Tabelle V (pg. 14) geht hervor, dass die Verminderung am raschesten bald nach Sonnenuntergang erfolgt.

Ebenso wie am Morgen macht sich auch abends häufig Temperaturumkehr bis in grössere Höhen hinauf bemerkbar, doch beschränkt sich in den Abendstunden diese Erscheinung fast ausschliesslich auf den Winter.

Zwischen Neuenburg und Chaumont tritt an klaren Tagen mit grosser Regelmässigkeit das Maximum der vertikalen Temperaturabnahme nicht um Mittag, sondern in der 9^h Beobachtung hervor. Auch an trüben Tagen zeigt sich dieser Gang, wenn auch bei weitem nicht so ausgeprägt. Bei der Erklärung dieser Erscheinung ist in Betracht zu ziehen, dass die Mittagsbeobachtung an diesen beiden Stationen schon um 1^h, also eine Stunde früher als in Eichberg und auf der Schneekoppe angestellt wird, und dass bis 2^h, bez. 3^h p der Gradient rasch steigen wird, um dann beträchtlich langsamer wieder zu fallen. Die Thatsache, dass das Wachsen des Gradienten am Abend sich im Winter, wo die höchste Tagestemperatur verhältnissmässig am frühesten eintritt, garnicht oder nur schwach zeigt,

rechtfertigt die Annahme eines solchen Einflusses. Zur Erklärung der Erscheinung kann ferner noch von Bedeutung sein: erstens der Neuenburger See, welcher abends erwärmend auf Neuenburg wirken wird, und zweitens die nordöstlich von Chaumont befindlichen höheren Gebirge, an deren Abhängen abends kühle Luft herabsinkt.

Bei bedecktem Himmel ist die Übereinstimmung der für den Abend sich ergebenden Beträge der vertikalen Temperaturabnahme mit den für die Morgenstunden gültigen noch erheblich grösser als bei hellem Wetter. Im Jahresmittel weicht die vertikale Temperaturänderung zwischen Eichberg und der Schneekoppe um 9^h p nur um wenige Hundertstel eines Grades ab von der für 7^h a berechneten (Tabelle I, pg. 10). Eine ebenso gute Übereinstimmung zeigt sich am Puy-de-Dôme um 9^h a und 6^h p. Für das hiervon verschiedene Verhalten am Chaumont gilt das auf pg. 29 Gesagte. Auch der geringe Höhenunterschied zwischen den Stationen Neuenburg und Chaumont spielt hierbei eine Rolle.

Der jährliche Verlauf der Abendkurve der vertikalen Temperaturabnahme für trübe Tage ist besonders wegen seiner Regelmässigkeit beachtenswert. Die auf „Eichberg-Schneekoppe" bezügliche Kurve (Figur 2) bewegt sich zwischen den überaus kleinen Grenzen von $0.^0 53$ und $0.^0 62$; eine Unterscheidung nach Monaten sowohl wie nach Jahreszeiten ist daher fast ohne Bedeutung. An den andern Stationsgruppen ist der Gang nicht vollkommen so gleichförmig, jedoch bei allen ist der Verlauf des Gradienten um 9^h p im Vergleich zu dem in den andern Beobachtungsterminen sich zeigenden der regelmässigste. Immer tritt das Maximum im Hochsommer, das Minimum im Winter ein, und der Übergang zwischen beiden erfolgt ohne beträchtliche Schwankungen. Die Lage des Maximums und des Minimums ist in Bezug auf Zeit an heitern Tagen dieselbe wie an trüben.

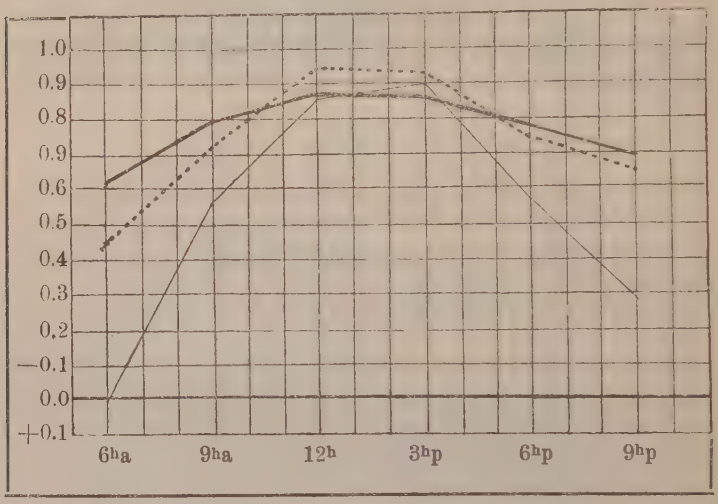
Bei der grossen Anzahl der trüben Tage, an denen der Gipfel des Puy-de-Dôme in Nebel eingehüllt ist, lag es nahe, zu untersuchen, in welcher Weise sich der Nebel in der vertikalen Temperaturabnahme geltend macht. Von vornherein muss man erwarten, dass letztere durch Nebel verzögert wird, da nach pg. 22 gesättigte feuchte Luftströme die Temperaturabnahme mit der Höhe verlangsamen. Wie die folgende Tabelle zeigt, bestätigen aber diese Beobachtungen diese Annahme ohne Weiteres nicht.

Tabelle VI. Temperaturabnahme auf 100 m an trüben Tagen, beobachtet am Puy-de-Dôme.

	6^h a Gipfel		9^h a Gipfel		12^h Gipfel		3^h p Gipfel		6^h p Gipfel		9^h p Gipfel	
	nebelfrei	im Nebel	nebelfrei	im Nebel	nebelfrei	im Nebel	nebelfrei	im Nebel	nebelfrei	im Nebel	nebelfrei	im Nebel
Winter	0.205	0.502	0.385	0.652	0.662	0.708	0.729	0.692	0.474	0.686	0.441	0.633
Frühling	0.621	0.692	0.982	0.891	1.045	0.946	1.010	0.974	0.891	0.827	0.730	0.735
Sommer	0.606	0.701	0.857	0.899	1.085	0.954	1.059	0.944	0.845	0.879	0.853	0.805
Herbst	0.325	0.549	0.652	0.770	0.922	0.842	0.853	0.832	0.643	0.707	0.468	0.599
Jahresmittel	0.439	0.611	0.709	0.796	0.928	0.862	0.913	0.860	0.738	0.775	0.623	0.693

Eine graphische Darstellung des mittleren Betrages der vertikalen Temperaturabnahme im Laufe des Tages macht die hier in Rede stehenden Verhältnisse noch anschaulicher.

Fig. 4. Tägliche Periode der vertikalen Temperaturabnahme am Puy-de-Dôme.



——— neblige Tage; ..... nebelfreie trübe Tage;
——— heitere Tage.

Während an nebelfreien Tagen ein täglicher Gang deutlich hervortritt, ist ein solcher bei Nebel nur schwach entwickelt. Es ist hierbei vor Allem zu berücksichtigen, dass bei nebligem Wetter eine Wirkung der Strahlung kaum vorhanden ist, während die stärkere Bewölkung allein, wie sie hier als Kennzeichen eines trüben Tages aufgestellt wurde (pg. 9), diese Einflüsse mit Rücksicht auf die Wolkenlücken doch nicht ganz ausschliesst, so lange der Gipfel des Berges nicht selbst dauernd in Wolken gehüllt ist. In gewisser Beziehung sind daher die auf nebelfreie Tage bezüglichen Mittelwerte als eine Übergangsstufe von den für heitre Tage geltenden Werte zu denen bei ganz bedecktem Himmel anzusehen. An der Schneekoppe erfolgt die vertikale Temperaturabnahme bei Nebel durchschnittlich etwas langsamer als am Puy-de-Dôme, aber auch an der Schneekoppe ist die Konstanz des vertikalen Temperaturgradienten im Laufe eines nebligen Tages und die Annäherung des Gradienten an den von der Theorie verlangten Wert bemerkenswert. Jedenfalls zeigt auch die Betrachtung

der nebligen Tage, dass die Strahlung in Gebirgsgegenden eines der wichtigsten Elemente für die Änderungen der Wärmeabnahme mit der Höhe ist, und dass der Einfluss der Sonnenstrahlung am Erdboden sowohl die Einwirkung der Absorption als auch diejenige der Feuchtigkeit und des Windes überwiegen wird.

Über den Einfluss der Windrichtung muss hier noch kurz Einiges erwähnt werden. Bei der Anfertigung der Tabellen stellte sich heraus, dass die Abhängigkeit der vertikalen Temperaturabnahme von der Windrichtung besonders auffallend ist, wenn auf der Höhe ein andrer Wind herrscht als im Thale. Eine Verschiedenheit in der Windrichtung an der obern und untern Station zeigt sich schon bei Beobachtungsorten, deren horizontale Entfernung verhältnissmässig gering ist, recht häufig. Am Chaumont war an den hellen Tages des Jahres 1878 — nur für dieses Jahr sind ausser der Temperatur noch Luftdruck, Feuchtigkeit, Windstärke und Windrichtung berücksichtigt worden — in 41 p. Ct. aller Fälle die Windrichtung im Thale um mindestens 90^0 der Windrose abweichend von der auf der Höhe. Die Zahl der Unterschiede um 135^0 der Windrose betrug 25 p. Ct., direkt entgegengesetzte Winde (Richtungsunterschied 180^0) traten an 11 p. Ct. aller heitern Tage auf. An trüben Tagen ist das Resultat ungefähr das gleiche. Im Allgemeinen erfolgt die vertikale Temperaturverminderung am schnellsten, wenn auf der Höhe Ost- oder Nordwind, im Thale Süd- oder Westwind herrscht; sie wird verzögert, wenn die Windvertheilung umgekehrt ist. Zwischen Eichberg und der Schneekoppe tritt die Gültigkeit des ersten Theiles dieses Satzes nicht klar zu Tage, die schnellste Temperaturabnahme mit der Höhe findet sogar durchschnittlich statt, wenn oben heftiger Südwind weht. Es ist dies jedoch lediglich lokalen Verhältnissen zuzuschreiben. Im Jahre 1886 kamen 45 p. Ct. aller auf der Schneekoppe beobachteten Winde aus S oder SW.

Im Vorstehenden ist versucht worden, den Einfluss der Bewölkung auf die vertikale Temperaturabnahme in Gebirgsgegenden in möglichst umfassender Weise darzustellen. Die Art und Weise, in welcher die Resultate erhalten worden sind, schliesst es von selbst aus, die Arbeit in grösserem Umfange, d. h. auf Grund einer wesentlich grösseren Zahl von Beobachtungen verschiedener Stationen auszuführen, um dann so allgemein gültige Schlüsse zu ziehen, wie es z. B. Herr Hann in seiner Abhandlung „Die Temperaturverhältnisse der Alpenländer“ konnte. Die erhaltenen Resultate würden wahrschein-

lich auch nicht in einem passenden Verhältniss zu der darauf verwendeten Zeit stehen. Verzichtet man daher auch auf massgebende numerische Werthe, so dürfte doch der Zweck erreicht sein, zu zeigen, wie sich in charakteristischer Weise die Ein- und die Ausstrahlung der Sonne am Erdboden in der täglichen und jährlichen Periode der vertikalen Temperaturabnahme geltend machen und wie gross ihre Wirkungen sind. Denn ob man den Gipfel der Schneekoppe und des Puy-de-Dôme, ob man das am sanften Abhange gelegene Wang oder den gleichsam auf einer Hochebene liegenden Beobachtungsort des Chaumont mit den entsprechenden Thalstationen vergleicht, — immer findet man bei klarem Himmel am Morgen eine ausgeprägte Neigung zu einer Temperaturumkehr, und um Mittag schon einen indifferenten oder gar labilen Gleichgewichtszustand der Atmosphäre, immer findet man bei bedecktem Himmel während des ganzen Tages denselben gleichförmigen vertikalen Temperaturgradienten. Einen bedeutend tieferen Einblick in die hierbei in Frage kommenden Faktoren wird man erhalten, wenn man die Temperaturverhältnisse mit Berücksichtigung des Luftdruckes betrachtet. Mit Hülfe der von Herrn von Bezold neuerdings empfohlenen graphischen Darstellung wird sich eine solche Behandlung verhältnissmässig einfach ausführen lassen; die Erledigung dieser Aufgabe würde jedoch hier zu weit führen.

Auf Grund der vorliegenden Untersuchung lassen sich für die vertikale Temperaturabnahme in Gebirgsgegenden insbesondere folgende Beziehungen aufstellen:

1) Bei klarem Wetter ist am Morgen stets Neigung zu einer Temperaturumkehr vorhanden. Dieselbe erstreckt sich im Sommer bis zu etwa 500 m Höhe, im Winter bedeutend höher. Am Abend findet sich dieselbe Erscheinung in schwächerem Maasse wieder.

2) Ist der Himmel bedeckt, so ist weder eine tägliche noch eine jährliche Periode des vertikalen Gradienten stark ausgeprägt.

3) Eine Abweichung von dem Gesetz einer der Höhe direkt proportionalen Temperaturabnahme kommt hauptsächlich vor in den Morgenstunden der heitern Tage — die vertikale Wärmeänderung erfolgt dann in den untern Luftschichten langsamer als in den obern — und an den trüben Tagen der warmen Jahreszeit, wo in den untersten Schichten der Luft die vertikale Temperaturverminderung beschleunigt erscheint.

Thesen.

I. Die Temperaturzunahme mit der Höhe ist nicht nur im Winter, sondern auch im Sommer während der frühen Morgenstunden eine häufig auftretende Erscheinung. Sie ist ferner nicht auf Gebirgsgegenden beschränkt, vielmehr auch über Ebenen zu erwarten.

II. Die tägliche Periode des Luftdrucks kann noch nicht als hinreichend erklärt betrachtet werden.

III. Das erste Purpurlicht bei Dämmerungserscheinungen ist als Beugungsphänomen aufzufassen.

Vita.

Natus sum Reinhardus Joachim Suering Hamburgensis Idibus Maiis anni h. s. LXVI patre Guilelmo, matre Luise e gente Glitza. Fidei addictus sum evangelicae.

Cum in privata schola, quae a F. et W. Glitza regitur, primis litterarum elementis imbutus atque testimonium illud assecutus essem, quo ad annua stipendia merenda admitti solemus, in reale gymnasium Joannei Hamburgensi receptus sum ibique anni h. s. LXXXV vere maturitatis examen absolvi. Deinde in Gottingensi, Marburgensi atque Berolinensi universitatibus per decem semestria studiis me dedi physicis et mathematicis. A kal. Octobr. anni h. s. LXXXVII usque ad kal. Octobr. anni h. s. LXXXIX instituto imperiali physico-technico interfui.

Praeceptores mihi fuerunt viri doctissimi:

Gottingae: Hölder, H. Meyer, G. E. Müller, Riecke, Schwarz, Comes de Solms-Laubach.

Marburgae: Feussner, Kayser, Weber.

Berolini: Assmann, de Bezold, Dilthey, Förster, Fuchs, de Helmholtz, Kronecker, Kundt, Neesen, Paulsen, Pernet, Planck.

Quibus omnibus praeceptoribus meis, imprimis autem praeclarissimis viris de Bezold et Pernet gratias ago maximas, semperque habebo.